

タービダイトの話(4) 古海底扇状地堆積物を斬る(成因編)

徳橋 秀一 (大阪出張所)
Shuichi TOKUHASHI

前回 清澄層の3次元解析の結果を つまり 清澄層に関する諸資料を5つのユニットに分解して 項目別・種類別に紹介した。これによって清澄層の特徴・全容

がかなり具体的にされたといえよう。次に 清澄層全体の積成様式とその特徴を明らかにするためには まず 個々のユニットの堆積様式が明らかにされなければならない。以下ではまず 代表的な3つのユニットについて それぞれの特徴を検討し その堆積様式を導いてみよう。

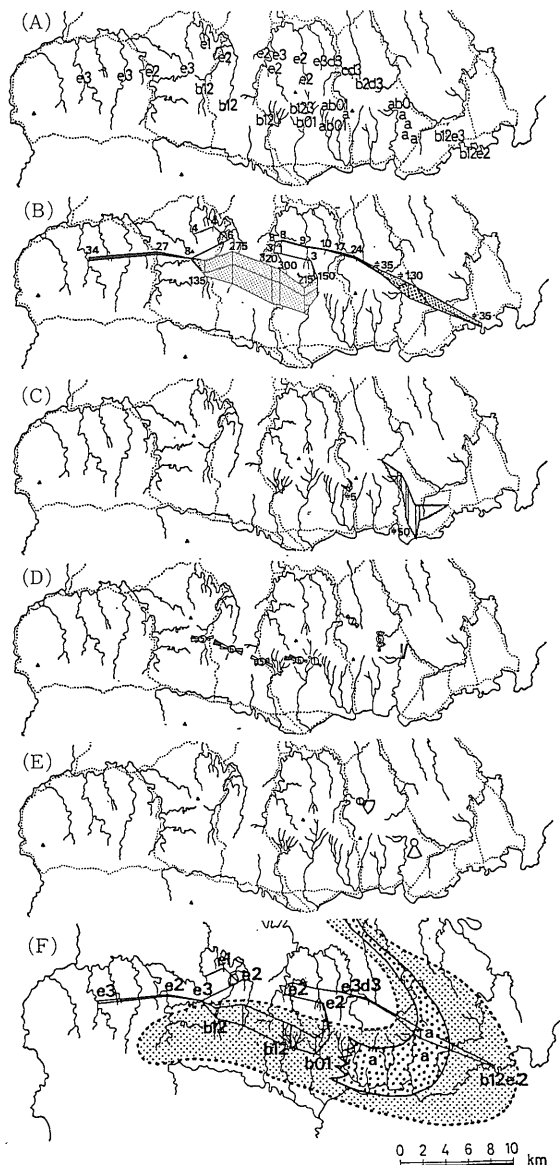
6. 代表的な3つのユニットの堆積様式の復元

(1) Am 98—Ky 8 ユニットの堆積様式

まず 清澄層の始まりを示す最下位の Am 98—ky 8 ユニットについて検討してみよう。このユニットの諸資料を第12図A～Eに示す。このユニットの主な特徴は5つのユニット中最も層厚変化が大きく 特に半島中央部の南北断面で極端であること(B) 最も規模の大きい含礫砂岩相(岩相a)が半島の東部に分布し(A・B) その分布域の基底には やはり最も規模の大きい谷状の化石侵食地形が認められること(C)である。そして 清澄層の代表的な岩相である砂勝ち互層(岩相bグループ)が 半島東部の含礫砂岩相の周囲と 半島中央部の南部(向斜の南翼部; 南列)にのみ発達し 北部(背斜両翼部; 北列と中列)には分布していない(A・B)のは このユニットだけの特徴である。

次に古流向の資料(D・E)について検討してみよう。含礫砂岩相の分布する半島東部での古流向は ほぼ南北方向で その向きは北→南である。一方 砂勝ち互層が厚く分布する半島中央部南部(南列)の古流向は ほぼ東西の褶曲軸方向で東→西である。つまり 含礫砂岩は北から南へ運ばれ 砂勝ち互層中の砂岩は東方から西方へ運搬されたことになる。すなわち 北方から谷状侵食地形のある半島東部域へ流入してきた混濁流は その地域に含礫砂岩を堆積した後西方へ流れを変え 下流域である半島中央南部へ厚いタービダイト砂岩を堆積した。そしてこのような混濁流がある期間何度もつづいて起きたために 半島東部に厚い含礫砂岩が 半島中央南部に厚い砂勝ち互層が形成されるに至ったと解釈できる。

半島東部の含礫砂岩相基底にみられる谷状の化石侵食地形の形成は 含礫砂岩中に多数の大規模な泥岩偽礫(同時侵食礫)が含まれている(写真15・16)ことからこ



第12図 Am 98—Ky 8 ユニットに関する諸資料 (A—E) と堆積様式の復元図 (F)



写真15 多数の泥岩偽礫を伴う含礫砂岩 (Am98—Ky8 ユニット)

下位の天津層を50m前後削り込んだ谷状侵食地形の上に発達する。泥岩偽礫にはインブリケート構造が観察され 右→左(北→南)へ運ばれてきたことを示す。天津小湊町奥谷東方。

の堆積物の堆積作用と密接に関係していると考えられる。つまりこの谷地形は 下流域へ大量のタービダイト砂岩を運搬し堆積させるための混濁流の通路 (feeder channel) であり 含礫砂岩は そのような混濁流の力が少し弱まってきたときに堆積したチャンネル堆積物であると考えられる。このことは 他のユニットの場合でも 含礫砂岩相の基底には 大なり小なり谷状の化石侵食地形が認められるのに対して 砂勝ち互層や他の岩相の基底には侵食作用がほとんど認められないこと 含礫砂岩層の分布域では そのユニット中に 上方細粒化・上方薄層化の地層断面が観察され チャンネル埋積堆積物として考えやすいことなどからも支持される。

以上A～Eの諸資料から このユニットの堆積様式を導いたのがFである。この図では 含礫砂岩 (チャンネル堆積物) と砂勝ち互層の推定分布域でもって このユニットの形成様式が描かれている。堆積当時 半島中央北部 (背斜部) には 既に弱い凸面地形が存在しており その結果 混濁流は背斜構造 (凸面地形) がほぼ消滅している半島東部で南下し そこに谷状の侵食地形を形成しつつ (既に存在していた古い谷状地形を更に大きくした可能性も考えられるが) その南側の東西に伸びた凹地 (向斜部) へ東から流入し そこに厚い砂勝ち互層を堆積した。その結果半島中央南部には厚い砂勝ち互層が形成されたのに対して 半島中央北部には 混濁流が流入せず 泥質堆積物のみがうすく堆積するにとどまったと解釈するのが最も妥当なように考えられる。堆積当時 現在の背斜部に既にある程度の地形的凸部が形成されていたと推定することは たとえば小糸川下流 (三島ダムとその西方周辺域) に発達する短軸性背斜部ないし箱型背斜部で

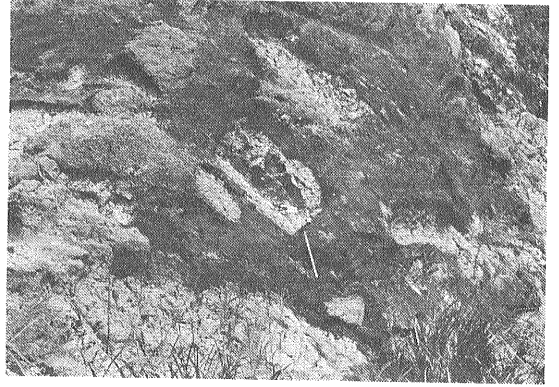


写真16 写真15の拡大写真

大小の泥岩偽礫のまわりには グラニユールないしペブル礫が密集している。泥岩偽礫は一般に角張って板状をしているものが多く 大きいものでは 2m以上に達する。

は 半遠洋性 (現地性) 堆積物の粒度が粗く 堆積速度が特に小さいことから支持されよう (第12図 A・B及び第4・5図参照)。

半島東部で混濁流の流れが 南向きから西向きへ大きく転換した第一の要因としては 南側に隆起帯の存在が想定される。つまりこの当時 清澄層の堆積盆の南縁を 嶺岡隆起帯が縁どっていたことが推定される。このことは 半遠洋性堆積物中の有孔虫に関する試料から清澄層の堆積盆の性格として 深い内湾性の堆積盆が想定されていることから裏付けられているといえる (地質ニュース 334号)。したがってF図では 清澄層のタービダイトの分布域の南限を 現在の嶺岡山系よりも北側 鴨川低地を流れる加茂川付近に描いている。このことは 他のユニットの場合も同じである。

(2) Ky 12—Ky 21 ユニットの堆積様式

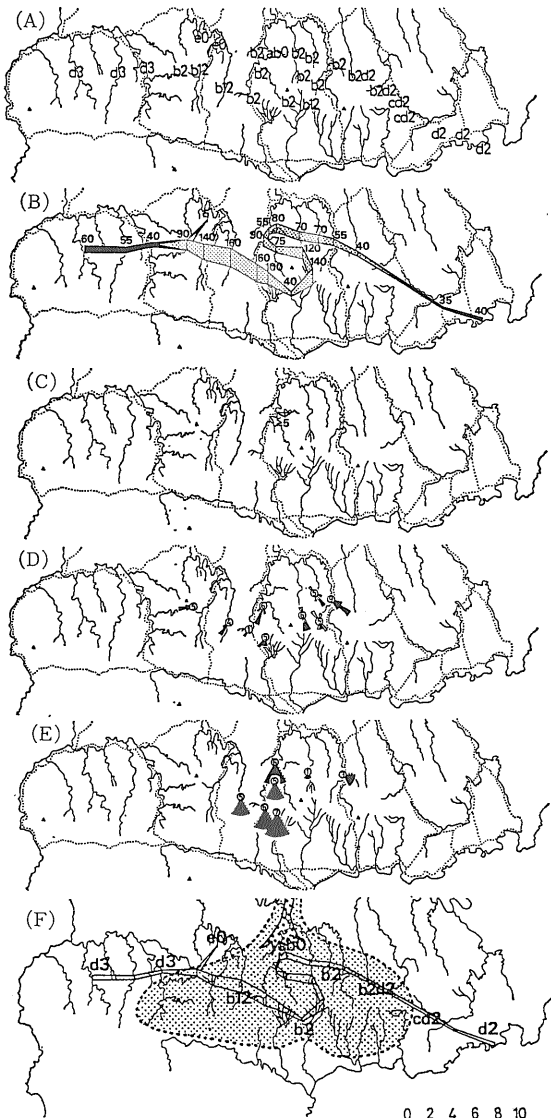
次に 清澄層の5つのユニットのうちで中間にあたる Ky 12—Ky 21 ユニットの堆積様式について検討する。このユニットに関する資料をまとめたのが第13図 (A～E) である。このユニットの主な特徴は 半島中央部全体に拡がる砂勝ち互層 (写真17) が その東西両側で泥勝ち互層 (写真18) に移行するために 半島中央部できれいなレンズ状を示すこと (A・B) このレンズ状砂勝ち互層体のほぼ中央北端部に ユニット下部に含礫砂岩相が分布し (A・B) その基底に小規模ながら谷状侵食地形が観察されること (C) である。半島中央部の南北断面では やはり南に厚くなる傾向はまだ少し残っているが Am 98—Ky 8 ユニットのよう な極端な岩相・層厚の変化は全くみられない。

次に タービダイト砂岩の底痕(ソールマーク)から求めた古流向によると 半島中央部で 南方へ扇状に開いた拡散型の古流向分布を示す(D). 斜交葉理によって得られた流れの向きもやはりみな南方を示す(E). またDの図で古流向の取れんする位置と 含礫砂岩相とその基底の谷状の化石侵食地形の位置がほぼ一致していることが注目される.

このようなことから 含礫砂岩相の観察される半島中央北端部は 混濁流の通過する海底チャンネルの末端部付近に位置し このチャンネルを流れてきた混濁流はこの付近で流路を急激に拡大するに至った. その結果

流速と物質の運搬能力は急速に低下し その周辺に粗粒な厚いタービダイト砂岩を堆積した. 粗粒物質を沈積させた混濁流はさらに下流域へと流れ そのまわりに細粒物質からなるうすいタービダイト砂岩を堆積した.

このような過程が何回も繰り返されて 半島中央部に含礫砂岩を一部に伴った砂勝ち互層が そして更に下流域の半島西部と東部に泥勝ち互層が堆積したと考えられる. このような堆積様式を 含礫砂岩と砂勝ち互層の分布域で示したのが第13図のFである.



第13図 ky 12—Ky 21 ユニットに関する諸資料 (A—E) と堆積様式の復元図 (F)



写真17 半島中央部の砂勝ち互層 (Ky 12—Ky 21 ユニット) 清楚層の代表的な砂勝ち互層である. 鴨川有料道路 (香木原).

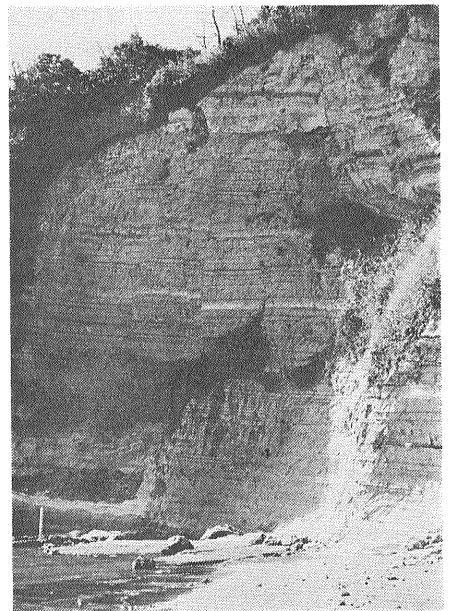


写真18 半島東海岸の泥勝ち互層 (Ky 12—Ky 21 ユニット) 砂岩層がうすくなっているために多くの凝灰岩層が圧縮して観察される. 写真17と全く同じ層準である. 鵜原海岸.

に砂勝ち互層を堆積したが 一方この従来のチャンネルの西側に 第2グループの礫をもたらした新しいチャンネルが別に形成され その下流域には砂勝ち互層が形成された。すなわちこのユニットでは 2つのチャンネルからもたらされた堆積物が合体していると考えられる。このことは 第2グループの礫がD図のaやcの地点で

は Ky 26—An 1 ユニットの基底ではなく 途中の砂勝ち互層中に割って入ってきていることから支持されていると思われる(写真19・20)。このような Ky 26—An 1 ユニットの堆積様式を示したのが 第14図のFである。

7. 清澄層全体の堆積様式の復元とその特徴

既に 5つのユニットのうち3つのユニットについて 堆積様式の復元を行ったが 残りの2つのユニットの堆積様式についても 同様な方法で復元が可能である。このようにして5つのユニットの堆積様式の復元を行いユニットの順に積み重ねたのが第15図である。

これら各ユニットの堆積様式の復元にあたっては 次の2つの事柄が重要な前提になっているといえる。

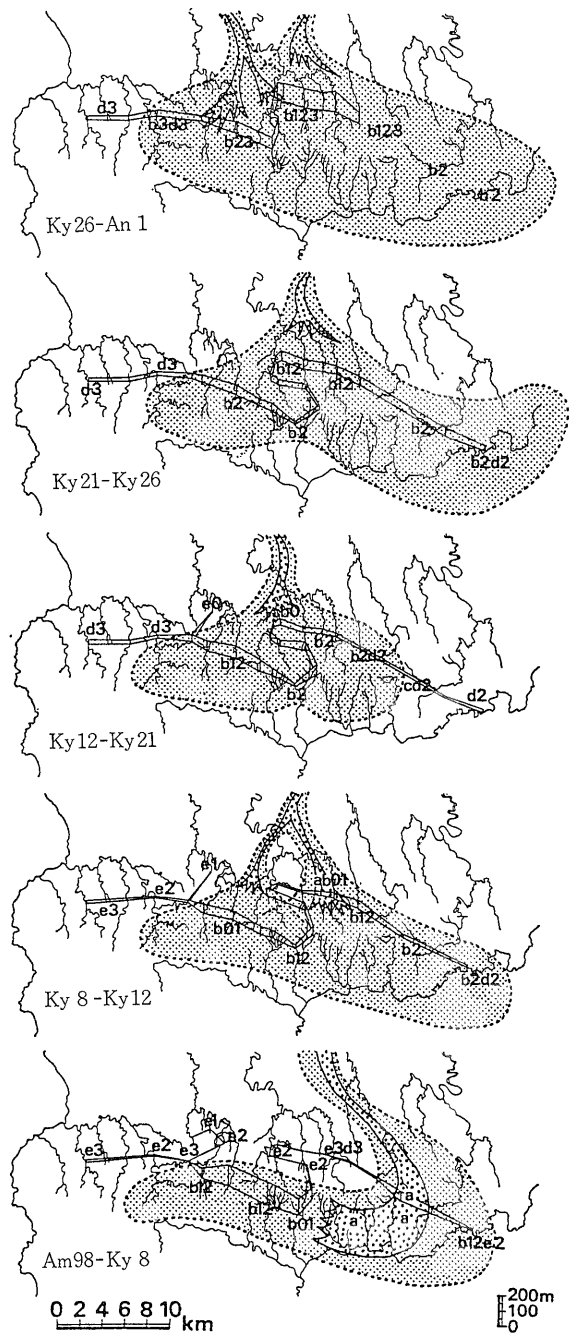
- (A) 含礫砂岩(岩相 a)は 混濁流の通路となったチャンネルの堆積物である ということ
- (B) 最上位の第2グループの礫をもたらしたチャンネル以外のチャンネルはすべてみな同じ出口から由来していること

の2点である。このうちAの前提については 既に何度か触れているが ここでもう一度その根拠について整理すると次のようになる。

- 1) 含礫砂岩相の分布域では その基底に谷状の侵食地形が認められる。
- 2) 含礫砂岩相の下流域には 砂勝ち互層が厚くそして広い範囲にわたって堆積しているが この砂勝ち互層の分布域での基底の侵食量はほとんどないかあってもごくわずかである。すなわち 砂勝ち互層は堆積の最も盛んな中心であり その上流部に含礫砂岩相が位置している。
- 3) 含礫砂岩相の分布域では ユニットを通して 上方薄層化・上方細粒化の地層断面傾向が認められ チャンネルの埋積堆積物として考えやすい。

次にBの前提であるが それについては次のような根拠を指摘することができる。

- 1) 主に含礫砂岩中に含まれる各ユニットの礫の組成・大きさが とともに非常によく似ている。
- 2) ユニットが変わり含礫砂岩相の分布域が変わると 前のユニットの含礫砂岩相の分布域にその名残りは全く認められず ユニット毎の含礫砂岩相の分布位置の移動が完全である。
- 3) 谷状の侵食地形の削り込み量(深さ)より チャンネル堆積物である含礫砂岩の厚さの方が大きく かつ含礫砂岩には チャンネル埋積型の上方薄層化・上方細



第15図 清澄層各ユニットの堆積様式の復元図



写真21 砂勝ち互層から泥勝ち互層への移り変わり (Ky 12—Ky 21 ユニット)
手前が砂勝ち互層で 向こう側角が Ky 21 を含む泥勝ち互層。 笹川支流(清水東方)。

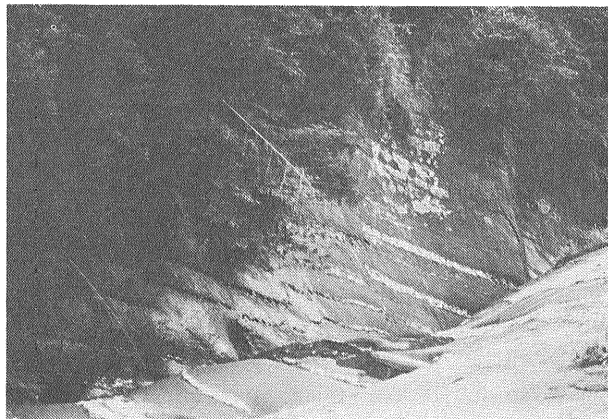


写真22 清澄層上部の砂勝ち互層 (Ky 26—An 1 ユニット)
あまり傾向のはっきりしない 清澄層としては比較的うすい厚さ 2 m～1 m以下の砂岩層からなる砂勝ち互層が発達している。 笹川(笹東方)。

粒化の傾向がユニットを通して観察される。

- 4) このようなことから 含礫砂岩相の分布地の移動すなわちチャンネルの移動は 前のチャンネルが完全に埋積された後 タービダイトの堆積作用が再び活発化したときに起きているといえる。したがって 含礫砂岩相の分布地の飛躍は 混濁流の新たな活発化・若返り現象に伴うチャンネルの移動の結果であり ユニットごとに別の出口が存在したとは考えにくい。

さて このようにして導き出された第15図によって 清澄層の堆積様式の基本的なパターンが浮かび上がる。清澄層の形成にあたっては 半島中央部北方にある出口から伸びたチャンネルが重要な役割を果たしている。清澄層の形成に関与した混濁流群は 北方の出口を出た後 チャンネルを形成しつつ南へ流れ チャンネルの末端部に至ると流域を急激に拡げて そのまわりに粗粒で厚いタービダイト砂岩を堆積し そして更にその下流域には うすくて細粒のタービダイト砂岩を堆積した。混濁流の規模がアクメを越えるとチャンネルの前進は止まり チャンネル内では削り込みよりも堆積が支配的となり 含礫砂岩によってチャンネルが埋積されるようになる。含礫砂岩の下流域にはやはり厚いタービダイト砂岩が形成される。混濁流の力が更に弱くなる頃にはチャンネルの下流部はすっかり埋積されて まわりや下流域の堆積物(砂勝ち互層)と余り変わらなくなる。そして混濁流の力が非常に小さく弱くなると チャンネルの部位にもそのまわりにも 一様に泥勝ち互層ないし泥岩層が形成されることになる。

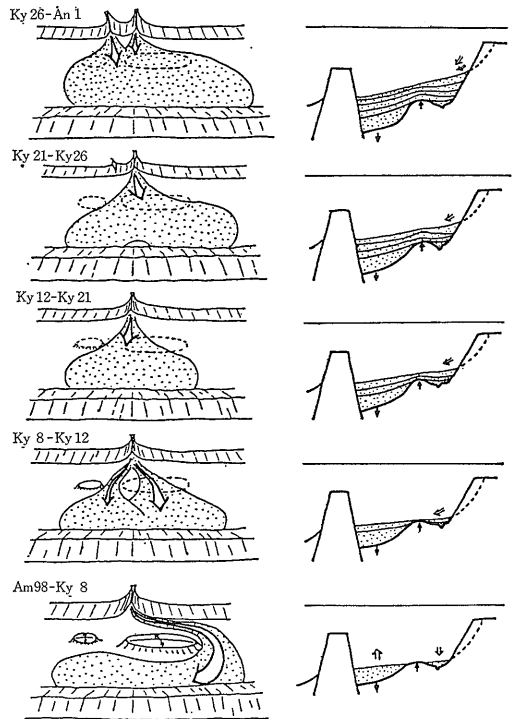
こうしてもとチャンネルのあったところでは 谷状の侵食地形の上に 含礫砂岩で始まり砂勝ち互層を経て泥勝ち互層ないし泥岩で終わる上方細粒化・上方薄層化の断面傾向を示す地層が形成される。一方 含礫砂岩相下流域の砂勝ち互層の分布域では 初期のチャンネル成長期における混濁流の規模の増大化を反映して ユニット最下部に上方厚層化・上方粗粒化の地層断面の傾向が観察されることがある。その上には 厚い砂勝ち互層を経てうすい泥勝ち互層ないし泥岩層で終わる上方薄層化・上方細粒化の地層が形成されている(写真21)。しかし 砂勝ち互層分布域におけるこのような上方厚層化・粗粒化を経て上方薄層化・上方細粒化で終わる堆積サイクルの傾向は 含礫砂岩のような粗粒堆積物を伴っていないこともあって それほどはっきり認識されるわけではない。現実の地層断面の傾向は より小さいオーダーでの変動を含んでいて かなり複雑である。

混濁流が再び勢いを得て その力が強くなると 新たなチャンネルが別のところに形成され また同じような堆積現象が繰り返されて 新しい堆積サイクル(ユニット)が形成される。清澄層はこのような混濁流の若返り作用・回春現象(rejuvenation)によって チャンネルの位置を何回か移動させつつ形成されたと考えられる。清澄層の場合 上位のユニットほど チャンネルの伸びが北方に後退していることから 若返りの力も後ほど弱くなったことが推定される。先に小池・西川(1955)は 清澄層全体を通して 上方薄層化の傾向が認められることを指摘しているが このことは 混濁流の回春力の減小に伴うチャンネルの段階的後退によって説明することができよう。この回春力の減小は 清澄層の上部

ほど堆積サイクルが不明瞭になっていることにも反映していると考えられる (写真22)。

8. 清澄層の堆積様式と海底扇状地モデル

さて 前項の7. で明らかにされた清澄層の堆積様式は NORMARK (1970) の提案した海底扇状地成長モデル (地質ニュース336号参照) で述べられている現世海底扇状地の堆積パターンや成長様式と基本的には同じでないだろうか。 ところどころが非常によく似ているといえる。 つまり 半島中央北部に想定される出口を大陸斜面を切る海底谷の出口に そしてそこから伸びるチャンネルを upper fan 上の自然堤防を伴った fan-valley に 砂勝ち互層部を mid-fan 上の suprafan の堆積物に そして更に下流域に広がる泥勝ち互層や泥岩層を lower fan から basin floor の堆積物に対応づけると NORMARK (1970) が帰結した現世海底扇状地の成長様式は 前項で展開した清澄層の堆積様式と基本的に同じであることが指摘される。 すなわち 3次元解析によって清澄層が古海底扇状地堆積物であることを独自に明らかにし得たのである。 そこで 堆積物の北側に想定される海底谷や南側に想定される構造的隆起帯 (嶺岡隆起帯) それに 現在の清澄背斜部に存在して 最下位の Am 98—Ky 8 ユニット堆積時の混濁流の流れに重大な影響を与えたとされる海盆底の凸地形などの必要な地形要素を加えて 清澄層の堆積過程を復元したのが 第16図である。 もちろん実際の地形はより複雑であったろうと思われる。



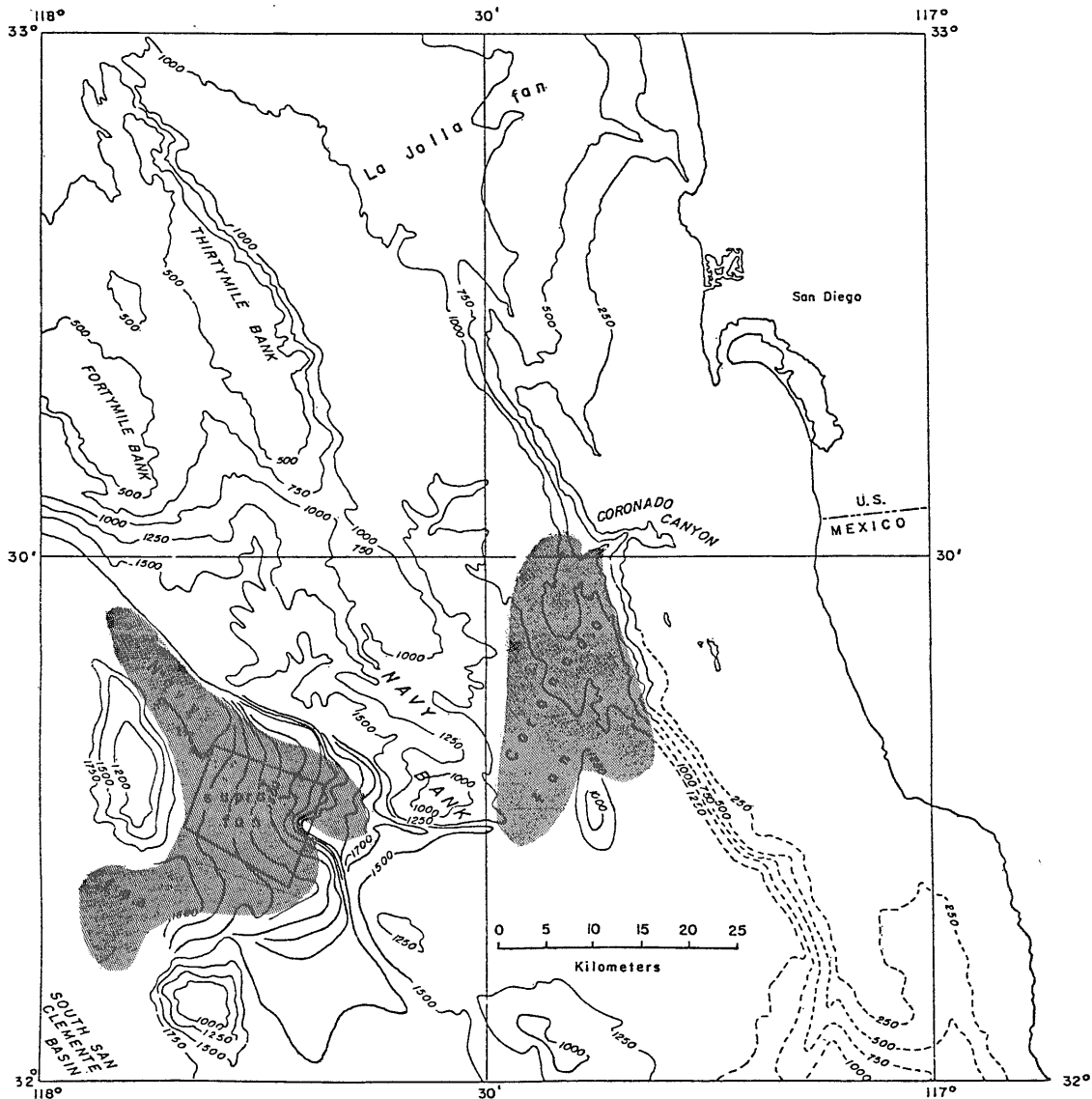
第16図 清澄層の堆積過程の復元

9. 海底扇状地の準備期と成長期

最初に指摘したように 現世海洋地質学的研究成果によって提案された海底扇状地成長モデルの一番の弱点は既に十分に成長した扇状地上での堆積作用と成長過程を一般化しているのに過ぎず その内部構造あるいは初期や中期の堆積過程については ほとんど触れられていないことである。 しかし 今回の清澄層の3次元解析のように 古海底扇状地堆積物をいくつかのユニットに区切り 各ユニット毎の堆積様式を復元する方法によると 第15図や第16図のように 海底扇状地が形成されていく過程を段階的に把握することが可能である。

ところで 清澄層の堆積過程を検討すると 基本的に2つの段階に分けることができる。 第1の段階は 最下位の Am 98—Ky 8 ユニットが形成される段階である。 この第1の段階の堆積作用の特徴は 海盆底に存在していた凹凸地形に混濁流の流路を規制され 結果的に 海盆底を平坦化する役割をもっていることである。 清澄層の場合 想定される海盆底の凸地形の位置は 現在の清澄背斜の位置と一致することから 清澄層の堆積が始まる以前に 現在の褶曲構造の萌芽形態が海盆底に現れていたものと考えられる。 この段階では 混濁流の流向は側方流から軸流に変えられ タービダイトの堆積も

次に 清澄層の堆積様式と NORMARK (1970) の海底扇状地成長モデルや WALKER & MUTTI (1973) の海底扇状地岩相提携モデルとをより詳しく比較・検討した場合に まず気がつくことは 清澄層の砂勝ち互層部 (suprafan) は その拡がり したがって扇状地面上で占める割合が大きく 互いに大部分オーバーラップしていることである。 これに対して後者の成長モデルやこれを基礎にしている岩相提携モデルの場合には 扇状地面上ないし mid-fan 上に占める suprafan の面積的割合は小さく 互いにオーバーラップする部分も少ない。 このような違いについて NORMARK (私信) は 閉じられた堆積盆の場合には suprafan の面積・占める割合が大きく 互いにオーバーラップする割合も高くなる傾向があるとして California Continental Borderland の Navy 海底扇状地の例を示し (第17図) 清澄層も同じようなケースとして考えられると指摘しているが 今後の一つの検討課題として残しておきたい。 しかし 興味のある重要な指摘であると思われる。



第17図 California Continental Borderland の Navy fan とその周辺の海底地形図
NORMARK et al. (1980) 原図

海底扇状地の成長とは直接結びつかず トラフ状の細長い堆積盆を埋積することとなる。したがってこの第1段階を“海底扇状地準備期”とよぶことができる。またこの段階で形成されたフリッシュを“トラフ埋積型 (T型) フリッシュ”とよぶことができよう。

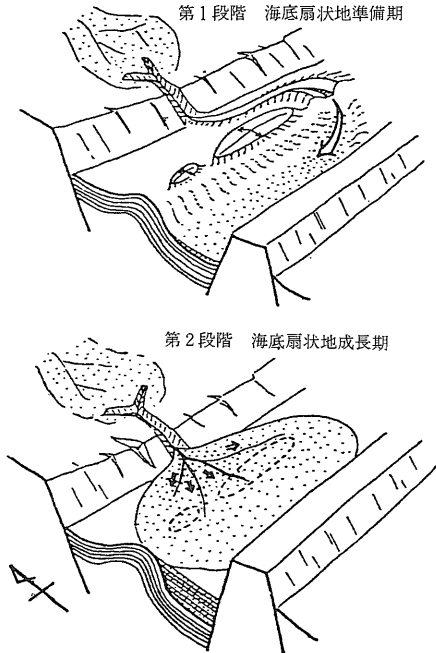
一方第2段階は 最下位のユニットを除いた上位4つのユニットが形成される段階である。この段階では混濁流の流向は基本的に側方流であり タービダイトの堆積は扇状地の形成と直接結びついている。この段階を“海底扇状地成長期”とよぶことができる。そしてこの段階で形成されたフリッシュを“扇状地形成型 (F型)

フリッシュ”とよぶことができる。

このような2つの段階の堆積作用の特徴の違いを 清楚層の堆積様式を例に図示したのが第18図である。

10. 海底扇状地形成条件に関する一考察

ところで 海底扇状地の形成過程にこのような2つの段階があるとすれば 見方を変えれば このことは フリッシュの堆積も第1段階を乗り越えなければ海底扇状地の形成には結びつかない ということを意味している。たとえば 日本のような構造運動の激しい孤状列島周辺の堆積盆の場合には 堆積盆底といえども 構造運動に



第18図 海底扇状地の準備期と成長期を示す概念図

よる凹凸地形の存在は十分に予想され 第1段階に費やされるタービダイトの量はかなりのものとなることを見込まれる。したがって さらにこれを上まわるようなタービダイトの供給 フリッシュの形成があって初めて海底扇状地の形成にこぎつけることになる。すなわち清澄層のようにT+F型のフリッシュが形成されるのである。しかし 第2段階に至る前にタービダイトの供給が終了してしまった場合には all T型のフリッシュが形成されることになる。一方 構造運動の影響の少ない安定地塊のまわりの平坦な堆積盆地でフリッシュが形成される場合には 第1段階のT型のフリッシュの形成はほとんどみられず フリッシュ形成のごく初期の段階から扇状地の形成が始まり all F型のフリッシュが形成されることになる。

このように 堆積盆地に扇状地が形成されるか否かは構造運動による海盆底の変形の程度や速度とそこに注ぎ込まれるタービダイトの量や堆積速度との間の相対的な関係 あるいは 堆積盆の形態・大きさと供給量との間の微妙な関係に依存しているといえる。孤状列島のように 構造運動による変形の影響が大きく 複雑な構造地形が発達しやすい上に 陸上からの堆積物の供給が面積的にそれほど期待できないところでは 海底扇状地形成の条件はより厳しいと言えるであろう。事実 現在の日本周辺海域の海底地形を俯瞰した場合に 典型的な海底扇状地の発達ほとんどみられず 北アメリカ大陸

周辺の海底地形と対照をなしているのは このような事情を反映しているものと考えられる。清澄層が古海底扇状地を形成し得たのは 特に多くのタービダイト砂岩の供給が可能な条件が形成され かつ 堆積盆と供給量との間の微妙なバランス条件が満たされたからであろう。

11. おわりに

以上 厚さ850m前後・長さ20km以上の大きなレンズ状の砂質フリッシュを主体とする清澄層を3次的に解析することによって 現世海洋地質学が提案した海底扇状地成長モデルと同じような堆積様式を 全く独力で導き出すことが可能であることを示した。更に 現世海洋地質学では言及できない 海底扇状地の初期の堆積過程についてもスポットを当てることができた。今後清澄層の上のり主に泥勝ちのフリッシュ型砂泥互層からなる安野層の堆積過程についても3次的な解析を行うならば 海底扇状地の成長期につづく後期から末期の堆積作用の特徴が浮き彫りにされるかもしれない。

参考文献

- DZULYNSKI, S. and WALTON, E. K. (1965) : *Developments in sedimentology, 7: Sedimentary features of flysch and greywackes*. Elsevier, Amsterdam, 265p.
- 石井基裕 (1962) : 関東平野の基盤. 石油技協誌 vol. 27 615-640.
- 小池 清・西川 泰 (1955) : 千葉県演習林内の地質. 演習林 no. 10 1-6.
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一 (1981) : 鴨川地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅) 地質調査所 107p.
- NORMARK, W. R., ALPHA, T. R. and HESS, G. R. (1980) : Geomorphic features of the Navy submarine fan, California Continental Borderland. *Miscellaneous Field Studies Map MF-1135* U. S. G. S.
- TOKUHASHI, S. (1979) : Three Dimensional Analysis of a Large Sandy-Flysch Body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, vol. 46 1-60.
- 徳橋秀一 (1982a) : タービダイトの巨大な墓場 海底扇状地. 地質ニュース no. 336 39-50.
- (1982 b) : 海底扇状地形成過程における2つの段階. 地質ニュース no. 337 230-231.
- ・八田明夫 (1982) : フリッシュ型砂泥互層のタイプと堆積環境. 地質ニュース no. 334 42-50.
- 脇水鉄五郎 (1901) : 農科大学千葉県下演習林地質予報. 地質雑 vol. 8 411-424. 465-476.
- WALKER, R. G. (1980) : Modern and Ancient Submarine Fans : Reply. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 64 1101-1108.